

ОЦЕНКА ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ С ПОМОЩЬЮ ЭНЕРГОБАЛАНСНОЙ МОДЕЛИ С УЧЕТОМ ОБРАТНЫХ СВЯЗЕЙ

Бочкарева К.Ю., Чукин В.В.
Российский государственный
гидрометеорологический университет,
Россия, Санкт-Петербург
E-mail: chukin@meteolab.ru

Изменение во времени внутренней энергии климатической системы может быть описано на основе первого начала термодинамики через приток коротковолновой солнечной радиации и отток длинноволновой земной радиации:

$$C \frac{dT}{d\tau} = \frac{1}{4} S_0 (1 - \alpha) - I; \quad C \frac{dT}{d\tau} = \frac{1}{4} S_0 (1 - \alpha) - I,$$

где C – теплоемкость деятельного слоя земной поверхности, Дж К⁻¹ м⁻²; T – температура земной поверхности, К; S_0 – солнечная постоянная, Вт/м²; α – среднее альbedo системы Земля-атмосфера; I – уходящая длинноволновая радиация, Вт/м².

В состоянии радиационного равновесия средняя температура земной поверхности остается неизменной и определяется условиями,

$$P_A = P_1 + P_2 P_3,$$

$$P_1 = 0.192 \exp(-431 PWV) + 0.261 \exp(-1.04 PWV) + 0.294 \exp(-0.0147 PWV)$$

$$P_2 = 0.044 \exp(-0.29 PWV) + 0.192 \exp(-0.0226 PWV)$$

$$P_3 = 0.322 \exp(-5.62 \cdot 10^{-2} CO_2) + 0.4 \exp(-1.2 \cdot 10^{-3} CO_2) + 0.278 \exp(-1.5 \cdot 10^{-5} CO_2)$$

$$P_A = P_1 + P_2 P_3,$$

$$P_1 = 0.192 \exp(-431 PWV) + 0.261 \exp(-1.04 PWV) + 0.294 \exp(-0.0147 PWV)$$

$$P_2 = 0.044 \exp(-0.29 PWV) + 0.192 \exp(-0.0226 PWV)$$

$$P_3 = 0.322 \exp(-5.62 \cdot 10^{-2} CO_2) + 0.4 \exp(-1.2 \cdot 10^{-3} CO_2) + 0.278 \exp(-1.5 \cdot 10^{-5} CO_2)$$

Известна параметризация зависимости среднемесячных величин уходящей длинноволновой радиации от приземной температуры воздуха и облачности, предложенная М.И. Будыко [1]:

$$I = (386.5 - 1.59 T) n - (386.2 - 2.23 T)$$

$$I = (386.5 - 1.59 T) n - (386.2 - 2.23 T)$$

В результате обработки спутниковых данных проекта ISCCP [5] нами получены зависимости от температуры общего количества облаков:

$$n = 3.04 \cdot 10^{-2} T - 8.07$$

$$n = 3.04 \cdot 10^{-2} T - 8.07$$

и влагосодержания атмосферы:

$$PWV = 1.576 T - 429.16$$

$$PWV = 1.576 T - 429.16$$

где PWV – влагосодержание атмосферы, кг/м³.

при которых длинноволновая радиация поверхности Земли равна поглощенной солнечной радиации. Это условие можно представить в виде соотношения [1]:

$$\frac{1}{4} S_0 (1 - \alpha) = I; \quad \frac{1}{4} S_0 (1 - \alpha) = I$$

Уходящая длинноволновая радиация.

Поток длинноволновой радиации на верхней границе атмосферы при отсутствии атмосферы равен [1]: $I = \delta \sigma T^4$ $I = \delta \sigma T^4$,

где δ – коэффициент, характеризующий отличие излучательных свойств поверхности от свойств абсолютно черного тела; σ – постоянная Стефана-Больцмана, равная $5.67032 \cdot 10^{-8}$ Вт м⁻² К⁻⁴.

При наличии атмосферы важно учитывать площадь, занятую облаками, то есть количество облаков (n). Также, важным фактором является молекулярное поглощение длинноволновой радиации, которое учитывается путем использования коэффициента пропускания атмосферы (P_A), показывающего какая доля уходящей длинноволновой радиации достигает верхней границы атмосферы [3]:

Альbedo системы Земля-атмосфера. Облака

влияют не только на уходящую длинноволновую радиацию, но и на отражение коротковолновой радиации. Так, среднее альbedo системы Земля-атмосфера с учетом облачности может быть оценено по формуле [1]:

$$\alpha = \alpha_c n + \alpha_s (1 - n);$$

$$\alpha = \alpha_c n + \alpha_s (1 - n)$$

Зависимость альbedo облаков зависит от размеров облачных частиц и их концентрации и может быть выражено [2]:

$$\alpha_c = 1 - \exp(-2.649 LWP^{0.255});$$

$$\alpha_c = 1 - \exp(-2.649 LWP^{0.255})$$

Альbedo земной поверхности, с учетом изменения отражательных свойств

растительности, как функция температуры определяется формулой:

$$\alpha_s = 0.20 - 1.2 \cdot 10^{-3} (T - 288.15);$$

$$\alpha_s = 0.20 - 1.2 \cdot 10^{-3} (T - 288.15)$$

Результаты численного моделирования.

Нами оценивалось изменение глобальной приземной температуры воздуха как на основе описанной выше системы уравнений баланса энергии, так и на основе результатов численного моделирования с помощью модели общей циркуляции атмосферы PlaSim [4]. Результаты моделирования зависимости средней глобальной температуры воздуха от значения солнечной

постоянной при $LWP = 4 \text{ г/м}^2$ и $\text{CO}_2 = 317 \text{ млн}^{-1}$ представлены на рис. 1.

На рисунке наблюдаются хорошее соответствие между данными энергобалансной модели и модели общей циркуляции атмосферы. Особенно интересной является зависимость температуры от влияния вариаций естественного фактора изменений климата – потока солнечной радиации. Таким образом, увеличение солнечной радиации сопровождается увеличением температуры не во всем диапазоне значений. Так, при значениях солнечной постоянной около 1360 Вт/м^2 значение приземной температуры воздуха практически не изменяются.

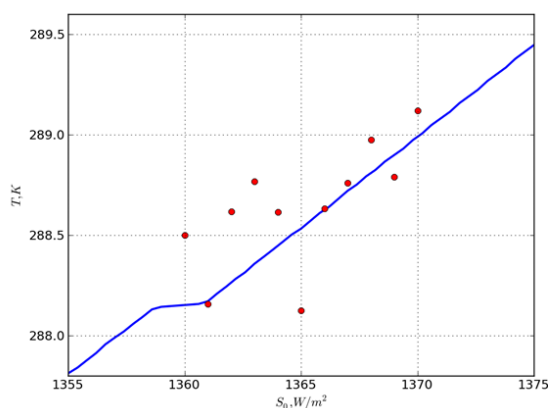


Рисунок 1 – Зависимость средней приземной температуры воздуха от значения солнечной постоянной

Изменениям солнечной постоянной в течение солнечного цикла $\pm 1.5 \text{ Вт/м}^2$ соответствуют изменения температуры воздуха $\pm 0.15 \text{ К}$.

Закключение. Предложенная энергобалансная модель учитывает влияние температуры воздуха на количество облаков и позволяет оценить влияние на климатическую систему естественных внешних факторов.

Список использованных источников

1. Будыко М.И. Изменения климата. – Л.: Гидрометеиздат, 1994. – 280 с.
2. Мазин И.П., Хргиан А.Х. Облака и облачная атмосфера. Справочник. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 647 с.
3. Фейгельсон Е.М. Лучистый теплообмен и облака. – Л.: Гидрометеиздат, 1970. – 230 с.
4. Kirk E., Fraedrich K., Lunkeit F., Ulmen C. The Planet Simulator: A coupled system of climate modules with real time visualization // CSPR report. – Linköping universitet, 2009. – 45. – Art.7.
5. Rossow W.B., Schiffer R.A. Advances in Understanding Clouds from ISCCP // Bull. Amer. Meteor. Soc. – 1999. – Vol.80. – P.2261-2288.